

Nuevos datos microestructurales sobre la existencia de deformaciones precámbricas en la Sierra de la Demanda (Cordillera Ibérica)

New microstructural data on the existence of precambrian deformations in the Sierra de la Demanda (Iberian Range)

B. Ábalos

Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao

ABSTRACT

Microstructural surveying of pebbles of the early Cambrian «Anguiano Conglomerates» permits to recognize a variety of microstructures and textures that resulted from syn-metamorphic (up to 400°C, low-temperature greenschists facies) ductile deformations. The source area of the conglomerates was likely a Neoproterozoic basement that recorded the imprint of the Cadomian orogeny and that contained penetratively deformed metamorphic rocks in addition to the arc-related igneous suites that have been detected or inferred so far in other realms of the northern Iberian Massif.

Key words: *microtectonics, Precambrian, Cambrian, Iberian Ranges, Spain.*

*Geogaceta, 30 (2001), 3-6
ISSN:0213683X*

Introducción

La existencia de rocas precámbricas y cámbricas en la Sierra de la Demanda (La Rioja-Burgos) fue puesta de manifiesto por Schriël (1930) y Lotze (1961). Posteriormente, Colchen (1974) y Palacios (1982) establecieron los rasgos fundamentales de la estratigrafía y la estructura de este macizo pamesozoico de la Cordillera Ibérica. El estudio de las relaciones entre las unidades de rocas precámbricas y las formaciones sedimentarias suprayacentes ha suscitado siempre el mayor interés, aunque se ha visto dificultado por la deficiente calidad de los afloramientos. Así, mientras Lotze (1961) sugirió que el contacto entre ambas correspondía a una discordancia, Colchen (1974) evidenció que dicho contacto estaba siempre tectonizado.

Más o menos al mismo tiempo, este problema se planteó y resolvió en los afloramientos de rocas precámbricas de los dominios del Macizo Ibérico paleogeográficamente correlacionables con los macizos pamesozoicos de la Cordillera Ibérica (series precámbricas del antiformal del Narcea y del domo de Lugo). Se mostró que el Cámbrico inferior reposa en discordancia angular o cartográfica sobre rocas de edad Proterozoico terminal (de Sitter, 1961; Juli-

vert y Martínez García, 1967; Matte, 1967; Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1978; Martínez Catalán, 1985). De la misma forma, Schmidt-Thomé (1973) y Liñán y Tejero (1988) han puesto de manifiesto el carácter discordante del contacto entre las rocas del Precámbrico y del Cámbrico en la parte central de la Cordillera Ibérica, al Norte de Calatayud.

En los afloramientos del arco asturiano se admite que las rocas precámbricas han registrado evidencias claras de deformaciones asignables a la orogenia Cadomiense (Proterozoico terminal - Cámbrico temprano) pero sin que se asocie a las mismas metamorfismo. Así, en el antiformal del Narcea, Pérez Estaún (1978) dedujo basándose en argumentos geométricos que las rocas precámbricas estaban deformadas por pliegues que en ocasiones mostraban flancos verticalizados o invertidos. En el domo de Lugo las estructuras precámbricas presentes serían, bien pliegues de gran radio de curvatura y flancos débilmente buzantes, o bien estructuras monoclinales (Martínez Catalán, 1985). En ambos casos los pliegues no irían acompañados de foliaciones, aunque tanto las rocas precámbricas como las paleozoicas han sido afectadas en diversa medida por foliaciones tectónicas durante la orogenia

hercínica (Gutiérrez Alonso, 1996).

En definitiva, se admite la existencia de un orógeno Cadomiense, pero dominado por rocas magmáticas (Fernández Suárez *et al.*, 1998) formadas en ambientes de arco magmático y de cuenca de retroarco. El zócalo precámbrico que nutría de sedimentos a la subsidente cuenca Neoproterozoica (Vidal *et al.*, 1994) no aflora en ningún punto y se sabe muy poco sobre su constitución. Las series basales del Cámbrico en el núcleo del arco asturiano (partes basales de las Formaciones Cándana y Herrería) y en la Cordillera Ibérica (Formación Bámbola) contienen ocasionalmente niveles conglomeráticos que podrían conservar restos del desmantelamiento del citado zócalo. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de las observaciones geológicas de campo y microtectónicas realizadas sobre la naturaleza y relaciones mutuas de las rocas del Precámbrico y Cámbrico de la Sierra de la Demanda, donde los niveles conglomeráticos del Cámbrico basal están mejor desarrollados.

Marco geológico

La Sierra de la Demanda conforma la extensión noroccidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1A). Desde el punto de vista

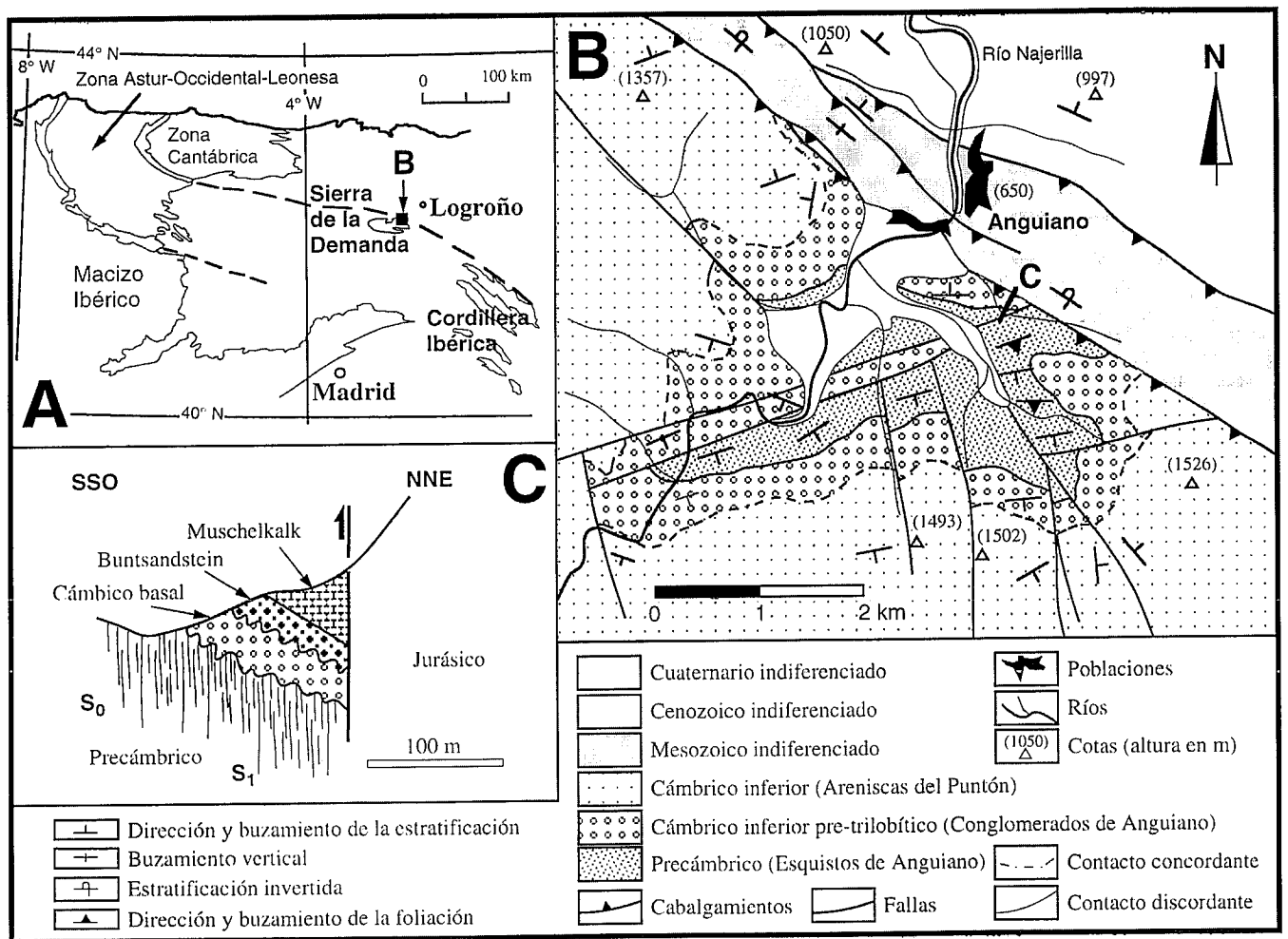


Fig. 1.- A: Marco geológico regional del macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda. B: Mapa geológico simplificado (basado en Ramírez Merino *et al.*, 1990) del área situada al Sur de Anguiano (su ubicación se indica en el mapa A). C: Corte geológico esquemático en el que se muestran las relaciones entre las unidades del Precámbrico, Cámbrico basal, Triásico y Jurásico (su ubicación se indica en el mapa B).

Fig. 1.- A: Regional geological context of the Sierra de la Demanda paleozoic massif. B: Geological sketch map (after Ramírez Merino *et al.*, 1990) of the area to the South of Anguiano (see location in the map A). C: Geological cross section showing the relationships between Precambrian, earliest Cambrian, Triassic and Jurassic rock units (see location in map B).

geológico constituye un macizo paleozoico donde se pueden encontrar series potentes cambro-ordovícicas que muestran indudables afinidades estratigráficas con las series de la misma edad de la Zona Astur-Occidental-Leonesa del Macizo Ibérico. Las rocas paleozoicas están afectadas por la orogenia Hercínica y aparecen cubiertas en discordancia por el Triásico en facies germánicas, o bien en contacto mecánico con tramos diversos de las sucesiones mesozoicas o más modernas que afloran en una orla a su alrededor. Tanto las rocas meso-cenozoicas como el zócalo paleozoico fueron deformados durante la Orogenia alpina. Los afloramientos de rocas de edad Precámbrico y Cámbrico temprano se encuentran principalmente en la parte oriental del macizo, inmediatamente al Sur de Anguiano (La Rioja), en el valle del Río Najerilla (Fig. 1B).

Relaciones estratigráficas y estructurales

La unidad litoestratigráfica que ocupa la posición estructural más baja de la Sierra de la Demanda corresponde a la Formación «Esquistos de Anguiano» (Lotze, 1957; Colchen, 1974). Se trata de una sucesión de pizarras y limolitas de colores oscuros con intercalaciones areniscosas cuya potencia máxima observable es de 50-100 m. Se le atribuye una edad Precámbrico en base a su correlación con rocas similares del Grupo Paracuellos que afloran al Norte de Calatayud (Liñán y Tejero, 1988; Vidal *et al.*, 1994), ya que se trata de una serie azoica (Ramírez Merino *et al.*, 1990). La estratificación, que en general presenta buzamientos suaves, está enmascarada por una foliación muy penetrativa y bastante inclinada en la que se pueden reconocer

lineaciones de intersección.

Directamente encima se dispone la Formación «Conglomerados de Anguiano» (Colchen, 1974). Esta es una sucesión de conglomerados cuarcíticos con algunas intercalaciones areniscosas cuya potencia llega a alcanzar 300 m. Los cantos más frecuentes son de cuarcita, aunque también son comunes los de liditas (cherts o cuarcitas negras). Su tamaño medio es de varios cm y están generalmente muy bien redondeados. Las estructuras sedimentarias reconocidas en esta unidad y su organización interna en secuencias han permitido deducir que se depositó en un ambiente sedimentario de playa conglomerática. Esta unidad tampoco contiene fósiles, pero su posición unos 600 m por debajo de los primeros yacimientos de fósiles del Cámbrico inferior y su correlación con las formaciones Bámbole y Embid de la parte central de

la Cordillera Ibérica permiten asignarles una edad Cordubiense-Ovetiense inferior (Palacios, 1982; Liñán *et al.*, 1993), es decir, Cámbrico inferior probablemente pretrilobítico (más antiguo que 520 Ma; cf. Landing *et al.*, 1998). Esta unidad se dispone con buzamientos suaves a moderados y no aparece afectada por una foliación tectónica penetrativa, a diferencia de la unidad infrayacente. Dado que el desarrollo de foliaciones tectónicas en la Sierra de la Demanda está estrechamente controlado por la litología, la presencia de foliación en las rocas precámbricas y su ausencia en las de la base del Cámbrico no pueden utilizarse como argumento definitivo para apoyar la edad precámbrica de la foliación en los «Esquistos de Anguiano».

En la figura 1C se muestran las relaciones geométricas entre estas dos unidades en un corte al Sur de Anguiano, a lo largo de la pista que conduce a la Fuente Intermitente. Los pequeños afloramientos de Trías Buntsandstein y Muschelkalk que se presentan, no reseñados en las cartografías publicadas hasta la fecha, demuestran que la potente serie paleozoica de la Sierra de la Demanda (de algunos miles de m de espesor) fue intensamente erosionada en algunos lugares previamente al depósito de los primeros materiales del Trías Buntsandstein, probablemente en relación con algún accidente tectónico mayor hercínico (¿culminación estructural?).

Observaciones microestructurales

Las observaciones microtectónicas realizadas sobre cantos de los Conglomerados de Anguiano han permitido reconocer una gran variedad de texturas y microestructuras resultantes de procesos de deformación dúctil sinmetamórfica (Fig. 2). Es posible reconocer cantos policristalinos de cuarzo cuyos granos muestran extinción ondulante, desarrollo generalizado de subjuntas, lamelas de deformación, subgranos y nuevos granos, e inclusiones orientadas de otros minerales. Estas microestructuras están presentes en los cantos con diversas orientaciones, y no en los granos monocristalinos de cuarzo de la matriz. En estos últimos es posible reconocer recrecimientos sintaxiales con toda probabilidad formados durante etapas diagenéticas tempranas de cementación, en las cuales los conglomerados habrían adquirido su carácter competente y masivo actual, que les ha preservado del desarrollo de foliaciones.

Aparte de los cantos de cuarcitas negras microcristalinas en los que se pueden reconocer ejemplos de deformaciones dúctiles (foliaciones tectónicas aso-

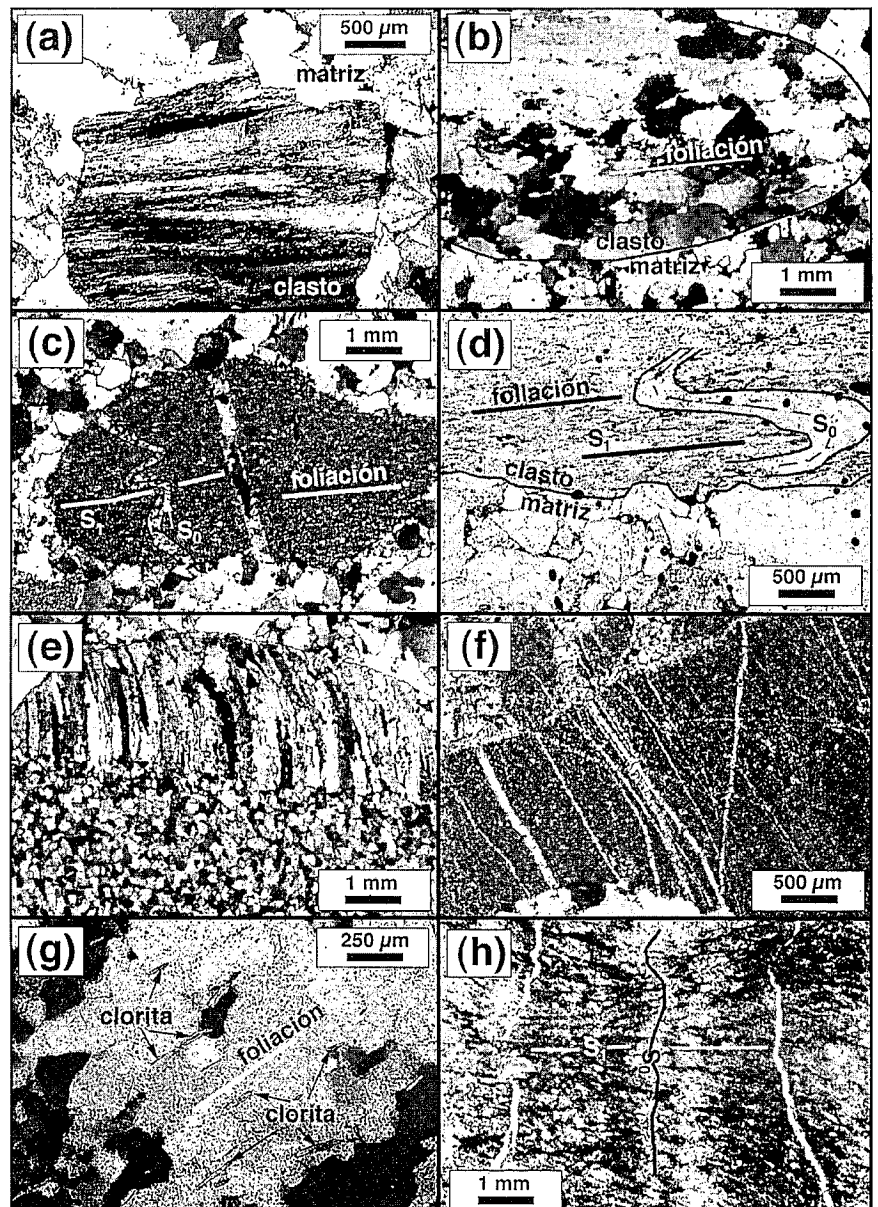


Fig. 2.- Microestructuras deformacionales reconocidas en cantos de los «Conglomerados de Anguiano» (A-G) y en los «Esquistos de Anguiano» (H). A: Canto anguloso de cuarcita con bandas de deformación y recristalización de granos nuevos diminutos. B: Canto cuarcítico bien redondeado mostrando una foliación definida por la forma alargada de granos de cuarzo con extinción ondulante, microestructuras mantedeadas y límites de grano lobulados. C: Canto redondeado de lidita mostrando un nivel arenítico plegado (S₀) y una foliación penetrativa de plano axial (S₁). D: Detalle de un canto meta-arenítico mostrando relaciones geométricas como las descritas en C. E: Detalle de un canto redondeado cuarcítico en el que se conserva parte de una vena de extensión con crecimientos sintaxiales de cuarzo. F: Detalle de un canto anguloso de lidita mostrando varios sistemas de venas de extensión y estructuras de brechificación (parte superior izquierda). G: Detalle de un canto cuarcítico mostrando cristales orientados de clorita englobados por subgranos y granos nuevos de cuarzo recristalizados dinámicamente. H: Relaciones geométricas entre la laminación (S₀) y una foliación tectónica penetrativa en los «Esquistos de Anguiano».

Fig. 2.- Deformational microstructures observed in pebbles from the «Anguiano Conglomerates» (A-G) and in the «Anguiano Schists» (H). A: Angular quartzite pebble showing deformation lamellae and recrystallization of minute new grains. B: Rounded quartzite pebble showing a foliation defined by the elongation of quartz grains that exhibit undulous extinction, core-mantle microstructures and lobulated grain boundaries. C: Black chert rounded pebble showing a folded psammite layer (S₀) and an axial plane penetrative foliation (S₁). D: Detail of a meta-arenite showing geometrical relationships as the described in C. E: Detail of a well-rounded quartzite pebble containing relics of an extensional quartz vein with syntaxial quartz fibers. F: Detail of an angular black chert pebble showing various systems of extensional veins and brecciation (in the upper left). G: Detail of a quartzite pebble showing oriented chlorite crystals contained within dynamically recrystallized subgrains and new grains of quartz. H: Geometrical relationships between depositional lamination (S₀) and a superimposed tectonic foliation in the «Anguiano Schists».

ciadas a pliegues; Figs. 2c y 2d) y frágiles (fracturas rellenas por venas sintaxiales, brechificaciones, etc.; Figs. 2e y 2f), existen varios tipos diferentes de cantos policristalinos de cuarzo según sus asociaciones microestructurales. En algunos casos presentan microestructuras características de procesos de reptación de dislocaciones y de recristalización por migración de bordes de grano (extinción ondulante o en parches irregulares y recristalización de granos nuevos pequeños en los bordes de los granos de cuarzo). Estas microestructuras caracterizan el régimen 1 de flujo plástico de Hirth y Tullis (1992), que se da a temperaturas bajas (hasta 250-300 °C) y/o velocidades de deformación elevadas. En otros son manifiestas las evidencias de procesos de ascenso de dislocaciones y recuperación (formación de subgranos y lamelas de deformación, extinción ondulante gradual, formación de granos con morfologías aplastadas; Figs. 2a y 2b). Estas microestructuras caracterizan el régimen 2 de Hirth y Tullis (1992), operativo a temperaturas más altas, velocidades de deformación más lentas y probablemente en presencia de fluidos. Finalmente, se pueden encontrar cantos en los que los agregados de cuarzo muestran evidencias de haber sufrido procesos de recristalización dinámica completa (tanto por rotación de subgranos como por migración de límites de grano) para dar lugar a texturas en mosaico, foliaciones de forma y una gran movilidad de los límites de grano (como demuestra la presencia de cristales orientados de clorita en el interior de cristales de cuarzo; Fig. 2g). Estas microestructuras caracterizan el régimen 3 de Hirth y Tullis (1992), que se da a temperaturas aún más altas (características del metamorfismo de grado bajo, como mínimo) y velocidades de deformación más lentas que en el régimen 2. La orientación cristalográfica preferente de los granos de cuarzo se demuestra en las observaciones petrográficas con la ayuda de placa de ensayo (compensador). Un estudio detallado con la platina universal permitiría corroborar igualmente este extremo. No obstante, como a priori es imposible determinar en las láminas delgadas la orientación de las secciones ideales de los cantos para esta clase de estudios (secciones estructurales perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación de cada uno de ellos), los

resultados no permitirían identificar fácilmente los sistemas de deslizamiento intracrystalino que operaron y, por consiguiente, la temperatura de la deformación. En cualquier caso, está fuera de toda duda que la deformación de las rocas de las que proceden estos cantos se produjo en condiciones de temperatura características del metamorfismo de grado bajo (facies de los esquistos verdes).

Discusión y conclusiones

Colchen (1974) realizó observaciones petrográficas de los cantos de los «Conglomerados de Anguiano» en las que reconoció algunas de las características descritas en el apartado anterior. Este autor llegó a la conclusión de que los cantos cuarcíticos eran de origen diverso, filoniano en unos casos y en otros relacionado con la recristalización de cuarcitas, y que podrían representar fenómenos sedimentarios y metamórficos anteriores. Sin embargo, en sus conclusiones finales considera únicamente una evolución tectonometamórfica hercínica.

Álvarez y Vennin (1998) han descrito cantos estructurados en conglomerados de la formación Daroca (de edad Cámbrico inferior tardío, más moderna que la edad de los «Conglomerados de Anguiano»). Los conglomerados son polimícticos y de origen continental. Forman capas irregulares de hasta 30 cm de espesor y contienen cantos centimétricos bien redondeados de rocas sedimentarias y metamórficas tales como cuarcitas, esquistos, metasedimentos y cuarcitas negras. Los autores citados consideran que los cantos son de origen alóctono a la cuenca, y que su área fuente incluiría rocas ígneas y metamórficas.

Las evidencias microtectónicas descritas en este artículo demuestran que el área fuente de los cantos de los «Conglomerados de Anguiano» contenía rocas deformadas bajo un abanico de temperaturas relativamente amplio, alcanzando al menos condiciones de temperatura características de la facies de los esquistos verdes (400 °C). Demuestran, asimismo, la existencia de un zócalo que no solo contenía rocas ígneas, sino que fue afectado también por deformaciones sinmetamórficas. La edad de este zócalo es en principio desconocida. No obstante, la presencia de unidades con liditas en el mismo

permite asumir razonablemente que se trata de un zócalo Neoproterozoico, reforzando así la hipótesis de Vidal *et al.* (1994) sobre la existencia de un registro orogénico cadomiense en la Cordillera Ibérica.

Referencias

- Álvarez, J.J. y Vennin, E., (1998): *Can. Jour. Earth Sci.*, 35, 402-411.
- Colchen, M., (1974): *Mem. IGME*, 85, 1-436.
- De Sitter, L.U., (1961): *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 9, 1-253.
- Fernández Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G., Jenner, G. A. y Jackson, S., (1998): *Can. Jour. Earth Sci.*, 35, 1-15.
- Gutiérrez-Alonso, G., (1996): *Jour. Struct. Geol.*, 18, 1217-1229.
- Hirth, G. y Tullis, J., (1992): *Jour. Struct. Geol.*, 14, 145-159.
- Julivert, M. y Martínez-García, E., (1967): *Acta Geol. Hisp.*, 2, 107-110.
- Landing, E., Bowring, S.A., Davidek, K.L., Westrop, S.R., Geyer, G. y Heldmaier, W., (1998): *Can. Jour. Earth Sci.*, 35, 329-339.
- Liñán, E. y Tejero, R., (1988): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 84, 39-49.
- Liñán, E., Perejón, A. y Sdzuy, K., (1993): *Geol. Mag.*, 130, 817-833.
- Lotze, F., (1957): *N. Jb. Geol. Paläont. M.*, 10, 128-139.
- Lotze, F., (1961): *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, 6, 283-501.
- Marcos, A., (1973): *Trab. Geol.*, 6, 1-113.
- Martínez Catalán, J.R., (1985): *Corp. Geol. Gal.*, 2, 1-291.
- Matte, Ph., (1967): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, 1769-1772.
- Palacios, T., (1982): *Publ. Inst. Est. Riojanos*, 1-86.
- Pérez-Estaún, A., (1978): *Mem. IGME*, 92, 1-149.
- Ramírez Merino, J.I., Olivé Davó, A., Álvarez López, M y Hernández Samaniego, A., (1990): Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 241 (Anguiano). *Publ. IGME*.
- Schmidt-Thomé, M., (1973): *Geol. Jb.*, B7, 3-43.
- Schriell, W., (1930): *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, 16, 463-567.
- Vidal, G., Palacios, T., Gámez Vintaned, J.A., Díez Balda, M.A. y Grant, S.W.F., (1994): *Geol. Mag.*, 131, 729-765.